

滋賀県西北部近江今津町北方の 平野下部の活構造について

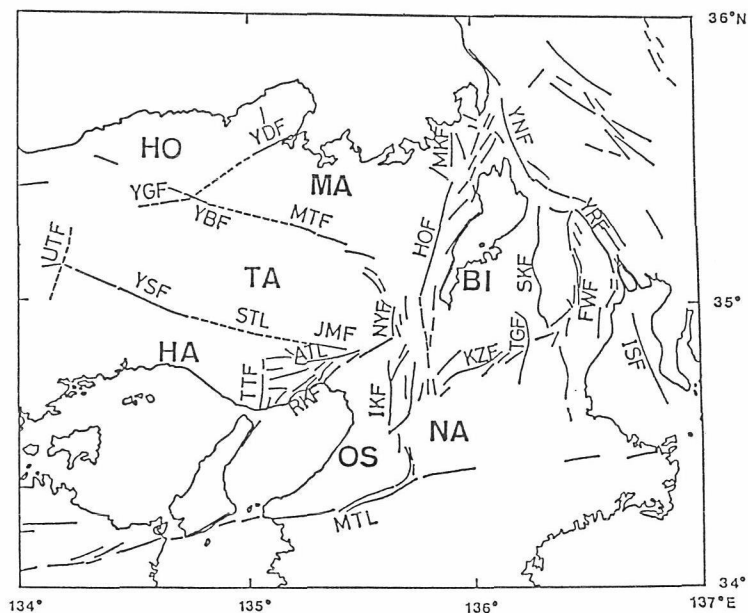
西 田 潤 一

Abstract

ELF-MT survey was carried out at the northern part of Imazu-cho, Shiga Prefecture. In Surveyed area, the electric resistivity of subsurface layer is low and high resistivity layer is observed at deeper part. The result is shown by the contour map of the depth of high electric resistivity in the surveyed area. The distribution of deep boundary shows the extension of fault structures under the plain at the northern part of Imazu-cho.

は じ め に

西南日本中央構造線以北は第1図に示すようにいくつかの主要活断層または潜在活断層によって境されたテクトニックの単元に分割されることが提唱されている(桂・他1987, 1989, 茂木・他, 1985, Mogi et al. 1991)。琵琶湖を中心とする近江盆地はこのようなブロック構造のなかで琵琶湖ブロックと定義されている。琵琶湖周辺には Tsuboi et al. (1954) および Hagiwara (1967) に指摘されるように琵琶湖を中心とする大きな重力負異常の存在が知られている。この重力異常の詳細な分布図は Nishida et al. (1990) によって求められている。彼らの重力異常図では琵琶湖の中央部にその周辺の山地と比較するならば50ないし60 mgal の負異常の存在が指摘されている。琵琶湖底は約 1000m の堆積物が推定されているが(Horie and Tanaka 1983) この堆積物の低密度 ($1.8-2.0 \text{ g/cm}^3$) によってはこの負異常の半分しか説明することができない。とりわけ琵琶湖北部(北緯 $35^{\circ}10'$ 以北)の負異常は大きくかつ北へ延長することが指摘されている。この延長は敦賀から日本海にかけて東西幅 20 km, 南北に 60 km 以上あることが指摘されている。



第1図

近畿地方北部における主な活断層およびテクトニックブロックの分布図。実線および波線はそれぞれ活断層研究会（1980, 1991）によって報告されている活断層および桂・他（1987）によって報告されている潜在活断層である。STL；三田一山崎構造線 YSF；山崎断層 UTF；右手断層 ATL；有馬一高槻構造線 JMF；十万辻断層 RKF；六甲断層 TTF；高塚山断層 YGF；八木断層 YBF；養父断層 MTF；三峠断層 NYF；西山断層 YDF；山田断層 HOF；花折断層 MKF；三方断層 IKF；生駒断層 KZF；木津川断層 TGF；頓宮断層 SKF；鈴鹿断層 FWF；藤原岳断層 YNF；柳カ瀬断層 YRF；養老断層 ISF；伊勢湾断層 MTL；中央構造線 HO；北但ブロック MA；舞鶴ブロック TA；丹波ブロック BI；琵琶湖ブロック NA；奈良ブロック OS；大阪ブロック HA；播磨ブロック

Hurukawa (1983) は琵琶湖北部の地下の Pn 波速度分布から琵琶湖北部の下部地殻ではコンラッド面の沈降（あるいはモホ面のオフセット）を仮定している。黒磯は琵琶湖北部の下部地殻の Pn 波速度に大きな異方性のあることに着目してこのようなコンラッド面の沈降の存在に疑問を投げかけている。

琵琶湖北部の重力異常の分布を説明するためには Hurukawa (1983) の推定したような下部地殻のオフセットを仮定するかあるいは琵琶湖の下部地殻

の低密度を仮定すればよいことになる。Nishida et al. (1990) は黒磯の指摘を受けて琵琶湖下部に断層破碎による低密度層を仮定している。この仮定は第1図に示されるように琵琶湖北部から敦賀にかけての山岳部に無数の活断層が走っていることに基づいている。この断層群は西は花折断層 (HOF) —三方断層 (MKF), 東は柳ヶ瀬断層 (YNF) に囲まれた狭い範囲に分布し北方へは敦賀まで続いている。

これまでの近畿北部のブロック構造の研究から地表に分布する岩石が中生層の場合にはブロックの境界は断層構造を示すことが多く、花崗岩の場合には大きく撓曲することが多いことが指摘されている (桂・他 1987, Nishida et al., 1990)。いま問題としている琵琶湖北部に分布する岩石は丹波帯の中古生層であり、その限りにおいては多くの共役の断層によって破碎されていると仮定してもさほど無理ではないと考えられる。

琵琶湖北部から敦賀にかけての山岳地帯は岩盤が直接露出しているが安曇川の北の平野部では地表面は堆積物に覆われているので断層の存在を確認できない。そこでこの平野部の下部の断層構造の存在を物理探査の手法によって確認することを目的としてこの研究を行った。用いた手法は ELF-MT 法である。ELF-MT 法は自然の電磁波を測定して地下深所の電気抵抗を測定するものであり、もし目的とする深部断層構造があれば断層破碎帯中に水が浸透することにより低比抵抗が観測されると期待される。その一方で非破碎帯を構成する岩石は丹波帯の中古生層であることから高比抵抗であると考えられる。なお本研究と並行して放射能探査も行っているが、それについては別の機会に触れる予定である。

調 査 範 囲

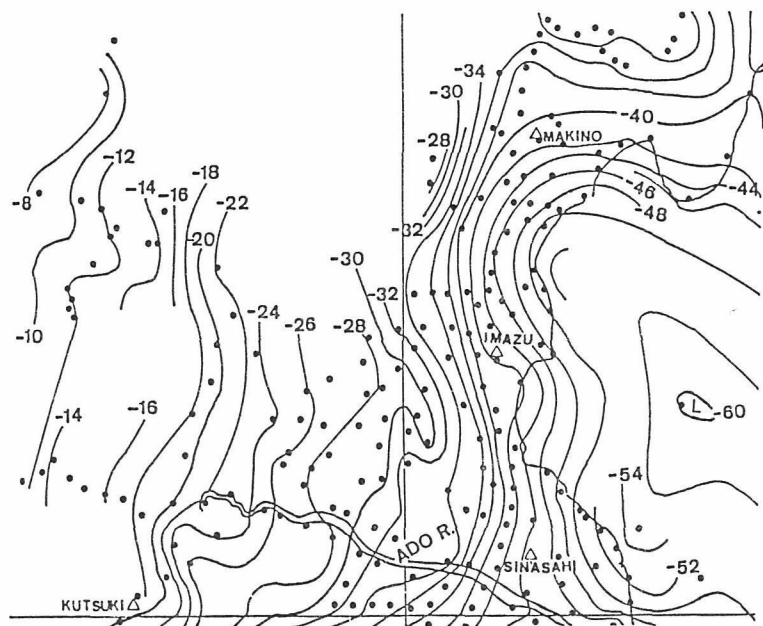
調査地域は滋賀県西北部安曇川より北部であり西南の饗庭野丘陵と北方の箱館山に囲まれる平野部を中心として行った。箱館山は丹波帯の中古生層より成りこの中古生層は平野部の基盤をなすと考えられる。饗庭野丘陵は自衛隊の演習地であるために調査地域でありながらも調査できなかった。饗庭野丘陵には古琵琶湖層群が分布しておりその東端には南北に走る饗庭野断層が報告されている (池田・他, 1979)。

Nishida et al. (1990) によって報告されている琵琶湖全域の重力異常分布図よりこの地域のみをとりだして第2図に示す。この地域の重力異常の分布

の基本的な傾向としては西に高く東に向かって減少することがあげられる。なお今津の東の琵琶湖中には重力異常の最低部が存在する。重力異常の急変部はほぼ今津を通り南北に平行であり、今津町域では饗庭野断層とほぼ一致することが確認されている。

この地域の活断層の分布は饗庭野断層のほかに“日本の活断層”(活断層研究会1980, 1991)に堂建山断層と酒波断層が記載されている。酒波断層は重力異常図では饗庭野断層の北方のほぼ南北に走る等重力異常線の密な地域に対応するものと考えられる。堂建山断層は饗庭野丘陵の北西をNE-SW方向に走り、その南端は花折断層に合流する。

琵琶湖底の堆積物の厚さは Horie and Tanaka (1983) のエアガン探査の結果から1000mを越えないことが示されていることから平野下部の堆積層はそれほど厚くないと考えられる。したがってはじめに述べたようにこの地域の大きな重力の負異常は未固結堆積物の下にその原因をもつと考えられる。



第2図

今津周辺のブーゲ異常図(Nishida et al. 1990 より)。コンター間隔は 2mgal, L は低重力異常の中心を表す。

MT 探 査

1) MT 探査法

マグネトテルリク法(略して MT 法)は自然の地電流および地磁気変化を同時観測して地下の比抵抗分布を調べる方法である。この方法では互いに直行する電場強度 (Ex) と磁場強度 (Hy) の水平成分を測定する。この二成分の比を波動インピーダンスと呼ぶ。大地の見かけ比抵抗 (ρ) は次式で求められる。

$$\rho = (|Ex| / |Hy|)^2 / 2\pi f \mu \dots\dots\dots(1)$$

ただし、f: 周波数, μ : 透磁率である。

一般に大地は不均質であり、均質媒質のように比抵抗が定義できないので、物理探査学ではそれと定義上等価な“見かけ比抵抗”という概念を導入している。この見かけ比抵抗は複雑な比抵抗分布を示す不均質媒体に対しては測定地点や測定周波数に対応して変化する。この方法によって得られる情報がどの程度の深度までのものかは受信する電波の周波数によって異なり、低周波数のもの程地下深部までの情報を含むと考えられる。このような探査の可探深度の目安として、電磁波の強度が地表の $1/e$ (約 0.368 倍) になる深度であるスキンドープ (δ) を用いる。ここで δ は次式で表される。

$$\delta = 500 \times (\rho / f)^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots(2)$$

(2)式から異なった周波数に対応して異なった深度での見かけ比抵抗が測定できることが示される。自然界には様々な周波数の電磁波があるが、このような測定に通常用いられる電波は低周波のものであり、この研究では ELF 帯 (1 Hz から 3 kHz の極低周波数帯) 中にシューマン共振によって伝播する自然電磁波および人工の VLF 信号を用いるマグネトテルリク法によっている。

ELF 帯の電磁波は雷放電によって放射され、地球と地球上空の電離層が閉じた空洞共振器として働くことから、その空洞で共振する共振周波数の電磁波は遠方でも受信できる。この共振現象の基本モードは 7.8 Hz であり、他に 14.0 Hz, 20.4 Hz が観測できる。またこの現象は世界中の雷活動によって維持されていると考えられるので常時観測可能である。またより浅い地表面の比抵抗分布を知るために、愛知県刈谷市依左美にある NDT 局から自衛隊によって発信されている 17.4 kHz の VLF 信号を利用した。

先に述べたスキンドープスを 7.8 Hz に対して求めるならば、大地の比抵抗が $100\Omega\text{m}$ ならば約 1.8 km , $1000\Omega\text{m}$ ならば約 5.6 km となることから可探深度は数 km となる。

この方法の欠陥としては、自然に存在する微弱な電磁波を用いているために人工的なノイズ発生源があると測定困難になることがあげられる。人工的なノイズ発生源としては、送電線による発生磁界および鉄道による漏洩電流があげられる。

2) 測定と記録の整理

測定は探査装置一式を展開可能な場所に設置して、南北方向を測り電場磁場のそれぞれのセンサーを互いに直交する方向におく（例えば、電極が東西ならコイルは南北に）。通常はコイルの方向で東西と南北の二回を測定し、大地の比抵抗構造の異方性の有無を検討する。

測定は測定周波数を設定し、電場磁場強度を AD コンバータを通して計算機に取り込む。測定中はシンクロスコープによって波形をモニターし、はっきりと人工ノイズ等の異常が認められるときは測定を中断する。一周波数に対しては、電場磁場の値をそれぞれ30回測定する。これらの値は計算機から測定終了後直ちに出力印刷されるので、その場で得られた値に異常があるかないかがチェックできることになる。

ELF-MT 法は自然に存在する電磁界を利用するために他に大きなノイズ源があると測定困難になる。一方大きなノイズ源がない場合でも、大地の比抵抗分布に異方性があると、電磁波の到来方向の変化により測定される見かけ比抵抗値は変動する。一般に大地の比抵抗は地形や地下構造の走行に応じて異方性が生じるのがあたりまえであるから、電磁波が様々の方向から入射してくると測定値はそれに対応して変動する。従って一回の電場磁場の測定値はある特定の方向から入射した電波にのみ対応した値を示す。そこでいろいろな到来方向からの電磁波による値を測定し、それらの値を統計的に処理することで、その地点の見かけ比抵抗値とする。

統計的処理の最初のステップとして異常データの除去があげられる。ここでは t -分布検定法をもとにしたスミルノフの棄却検定法を用いた。この方法により、同一の母集団から得られたとは考えられないような標本（測定値）を除去できる。

電磁波の到来方向の変化による測定値の変動の分布を調べると、ほぼ対数

正規分布の形となることがわかっている。このことから求める平均値は測定値の対数にたいする相加平均値とした。この平均値に対して、 t -分布検定によりその95%信頼区間を求めた。95%信頼区間とは、その信頼区間の範囲より外側に真の平均値が存在する可能性が5%である区間のことである。

以上のように MT 法の測定値は、ある変動幅の中での統計的な平均値として求められるものである。

3) 見かけ比抵抗分布

ELF-MT 探査を行った測定点の分布図を第3図に示す。この測定範囲は国土地理院の1/25,000 地図四枚の重なり合う部分であり、この四枚を合成した図上に測点を示した。以下の議論でいくつかの地名が出てくるが、それについてはこの図で参照されたい。測定を行った点数は50点である。前にも述べたように ELF-MT 法の測定には人工の電源によるノイズが問題となるので、測定点の選定に際しては人家の密集するところや送電線および鉄道の走るところはできるだけ避けるようにした。この測定範囲内では琵琶湖岸に沿って JR 湖西線および敦賀から関西地方に向かう送電線があり、それらから

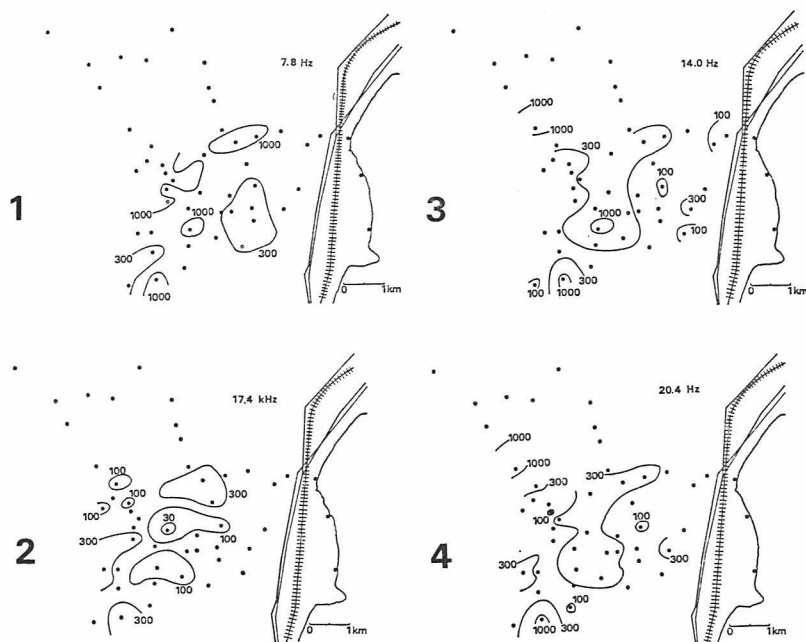


第3図
ELF-MT 探査の測定点の分布図

300m 以内には測点はおいていない。また湖岸沿いの測点がいくつかあるが、これらの測点での測定値は満足できるものとはいえないので以下の議論からは省くことにした。

図4には測定された見かけ比抵抗の分布図を示す。各測点での見かけ比抵抗は電場東西および南北での測定値の相乗平均値（測定値の対数にたいする相加平均値に等しい）をとってある。ここで地下の比抵抗の変動範囲は数オームメートルから数万オームメートルにまで変化するので通常はその桁数が問題となる。したがってコンターラインは 100, 300, 1000, 3000, 10000 オームメートルの間隔で描いてある。また見かけ比抵抗の分布は測定された周波数毎に描いてある。

図4-1に 7.8 Hz に対する見かけ比抵抗分布を示す。この周波数に対して



第4図

各周波数に対する見かけ比抵抗分布図。コンターの単位は Ωm であり、図には湖西線および高圧線を描いてある。4-1; 7.8 Hz での見かけ比抵抗分布, 4-2; 14.0 Hz に対するもの 4-3; 20.4 Hz に対するもの 4-4; 17.4 kHz に対するもの。

は下弘部から日置前（測点番号 6, 27, 11）に低比抵抗帯の存在が認められる。また藺生南西部（測点番号22, 23）においても低比抵抗帯の存在が認められる。これは饗庭野丘陵の西側の堂建山断層の破碎帯の存在を予測させるものと考えられる。

次に図4-2に 14.0 Hz に対する見かけ比抵抗分布図を示す。ここでは野菜集荷センター前（測点番号11）を中心とする、下弘部から北にのびる低比抵抗帯が明瞭に読み取れる。一方上弘部から三谷にかけて（測点番号7から28にかけての一带）に高比抵抗帯の存在が認められる。さらにその南には 7.8 Hz に対する分布図と同じ様に藺生南西部の低比抵抗帯が認められる。また測定域北西の箱館山より北の淡海湖およびその北東には（測点番号37, 45, 38）には低比抵抗帯が認められた。

図4-3には 20.4 Hz に対する見かけ比抵抗分布図を示す。ここでは基本的な低比抵抗の分布域は 7.8 Hz および 14.0 Hz に対するものと変わらない。

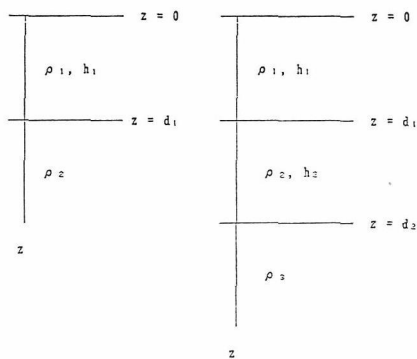
以上三通りの ELF 信号においては基本的に下弘部から北にのびる低比抵抗帯と藺生南西部の低比抵抗は共通している。藺生南西部の谷には堂建山断層が知られているが、この結果からは堂建山断層はかなりの深部まで断層破碎が進行していることを伺わせる。

図4-4には 17.4 kHz の VLF 信号に対する見かけ比抵抗分布図を示す。(2)式に示すようにこのような高周波数帯にたいする可探深度は浅いことから、これは表層の地層に対する比抵抗分布を示すものと考えられる。従ってこの比抵抗分布は図4-1から4-3に示すものとはかなり様相が異なっている。図4-1から4-3で比較的高い比抵抗を示しているところ、例えば上弘部から三谷（測点番号7から28にかけての一带）では逆に低比抵抗になっている。

4) 一次元解析

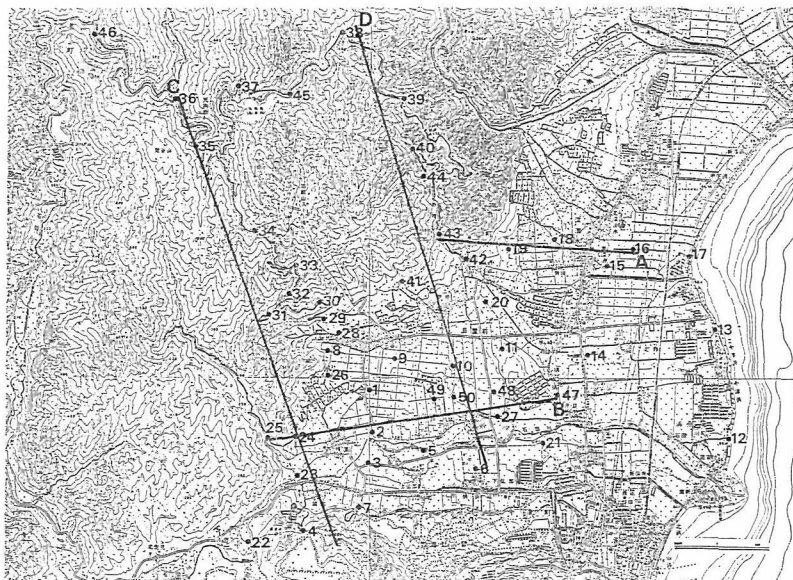
一次元解析とは、大地が無限に広がった水平な層状の比抵抗構造をしていると仮定して大地の比抵抗分布を解析する方法である。従って垂直方向の比抵抗分布図のみが得られ、その結果は各測点毎の比抵抗柱状図で表される。この解析では図5に示す様な水平多層構造に対する理論式を用い、地層の比抵抗値と境界深度、周波数と見かけ比抵抗との関係が一致する様に、地層の比抵抗と境界深度を定めるものである。

ELF-MT 法では受信周波数が 7.8, 14.0, 20.4Hz の三通りであり, これに VLF の 17.4 kHz が加わる。実際には 20.4 Hz から 17.4 kHz までには大きな隔りがある。このような情報量からはあまり複雑な多層構造を推定することは困難である。従って通常は二層ないし三層構造を仮定して解析を行う。ここでは図 4-1 から 4-3 に示した測定データからほぼ直線状に並ぶ断面について一次元解析を行っている。作成した断面は以下の四通りである。



第 5 図

大地の比抵抗の水平層構造のモデル
左は二層構造, 右は三層構造, ρ および h はそれぞれ比抵抗およびその層の厚さを示す。



第 6 図

一次元解析断面の分布

- (A) 酒波—南深清水 (測点番号で43から16)
- (B) 弓削神社—極楽寺 (同25から47)
- (C) 蘭生—三谷 (同22から36)
- (D) 下弘部—酒波 (同 6 から38)

各断面の位置関係は第6図にそれぞれA, B, C, Dの直線で表され近傍の測点はこの直線上に投影される。(A)および(B)直線は東西断面, (C)および(D)直線は南北断面である。

考 察

第7図には一次元解析から得られた比抵抗値および推定された境界深度を示す。このような一次元解析を行うときには、測定された磁場の測定方向が東西と南北で大地の比抵抗に異方性があることから比抵抗値が異なることがあることに留意しなければならない。この測定範囲では両方向での測定値の違いがそれほど大きく異ならなかったことから、ここでの値は磁場東西および南北での測定値の相乗平均値を用いている。

この調査範囲での比抵抗構造の一般的な特徴として 17.4 kHz の比抵抗分布図に示されるように地表面では比較的比抵抗低であり、より深いところには1000Ωm以上の高比抵抗層の分布が考えられる。このことは地下深所には破碎されていない基盤岩層の存在を示していると考えられる。

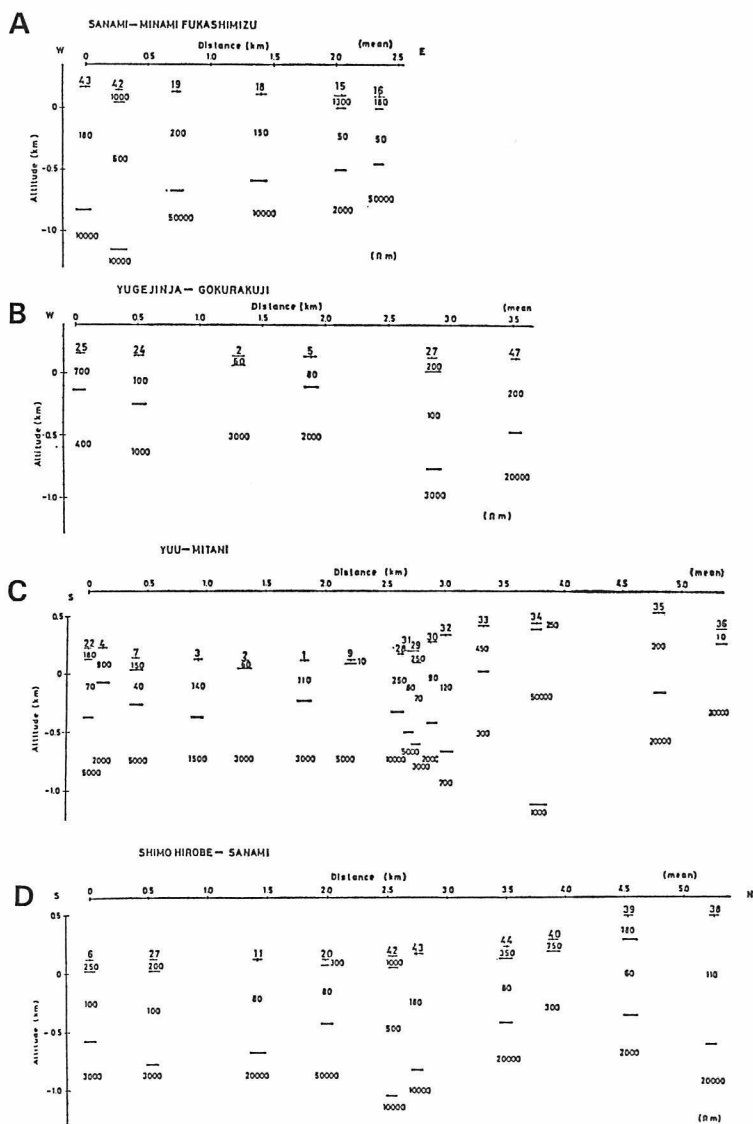
図7-(A)の酒波—南深清水断面では高比抵抗値を示す境界の深度がすべて深く推定され(500m以上)、東へ行くに従って浅くなることが認められる。その一方で西側の第一層の比抵抗値が東側に比べて大きいことが認められる。

図7-(B)の弓削神社—極楽寺断面では、測点番号27で100Ωmの比抵抗層が約700mの深さまで推定される。その両側では比較的比抵抗低層の深さは浅い。

図7-(C)に示す蘭生—三谷測線は測線を多少湾曲させて、測点番号で22から30を経て36へととってある。ここでは測点番号29で低比抵抗の境界層が深いことが示される。

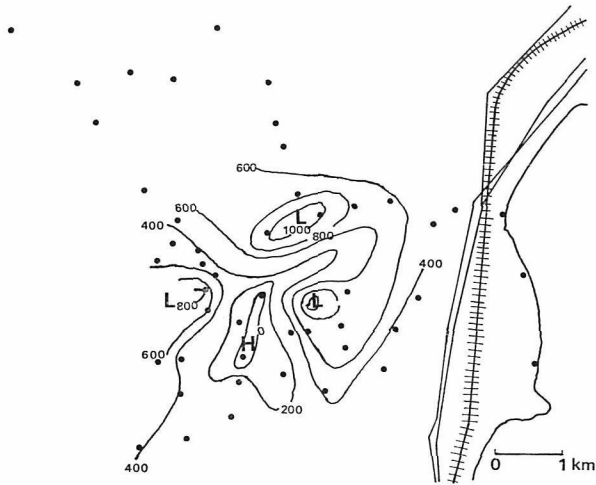
図7-(D)には下弘部—酒波での断面をとってあるが、測点番号27, 11, 20ではいずれも境界深度が深く、かつ第一層が100Ωm以下の低比抵抗層であり、帯水層の存在を示すと考えられる。

以上の ELF-MT 探査結果の一次元解析の結果から、酒波から下弘部に南



第7図

一次元解析から推定される比抵抗柱状図。A, B, C, D断面は第6図に対応する。



第8図

比抵抗 1000 Ωm 以上を電氣的な基盤としたときの基盤境界深度図。数字は海水面を基準としたときの深さで、単位はmである。Lは深い基盤深度を示し、Hは高まりを示す。

北に走る低比抵抗構造が推定される。また測点番号29からほぼ NEE-SWW に走る断層と推定される低比抵抗層の存在が示唆される。この低比抵抗帯は酒波断層の平野部への延長と考えられる。

一次元解析の結果から比抵抗 1000 Ωm 以上の層を電氣的な基盤とみなして、山岳地帯を除いた平野部での境界深度図を作成したものを第8図に示す。この結果から饗庭野演習地の北の大俵山から梅原東を通り県道蘭生一日置前線にいたる北北東—南南西に向かう境界深度の高まり(図H記号)とその周辺の深い境界深度(図L記号)が対象的に浮かびあがる。Nishida et al. (1990)の重力異常の分布からこの平野にはそれほど厚い堆積層が期待できない。したがってここで見られる深い境界は基盤の岩石が破碎され水を含んだために低い比抵抗を示すものと考えなければならないだろう。この結果からこの平野部の基本的な地下構造として、破碎されていないブロックを取り囲む断層構造の存在が指摘できる。

第9図にはこの地域の推定された断層の分布を示す。この断層分布はすでに報告されている断層に今回の ELF-MT 探査結果、これと並行して行われ



第9図

推定される断層分布図。A, B, C, DおよびEはそれぞれ酒波断層, 饗庭野断層, 堂建山断層, 今回推定された断層およびマキノ断層とその推定される延長である。

た γ 線強度分布, 地形リニアメントの分布を考慮して作成した。図のA, B, C, DおよびEはそれぞれ酒波断層, 饗庭野断層, 堂建山断層, 今回推定された断層およびマキノ断層およびその推定される延長である。

酒波断層はこれまでの報告では酒波より北辺の分布しか知られていなかったが, この調査で平野部下部にその延長が存在することが推定された。また饗庭野断層の北への延長も推定される。ここで酒波, 饗庭野断層の延長が合流しないことは γ 線の探查結果から推定されている。

蘭生より北へ延びて酒波へつながる低比抵抗帯が存在することから, 図のCに示すような堂建山断層の延長が考えられる。また箱館山を通るNE-SW方向の断層は地表の断層露頭, リニアメントおよび低比抵抗分布から推定される。また測定点の分布が少ないために淡海湖を通る断層ははっきりしないが「日本の活断層」に記載されているマキノ断層と一致するものここでは考えた。以上のことからこの平野の北の野坂山地ではNE-SW方向の断層

が平行して存在することが推定できる。

結 論

今津町の北の平野部およびその北方の野坂山地で ELF-MT 探査を行った結果つぎのようなことが推定できた。

これまで報告されていた酒波断層，饗庭野断層および堂建山断層の延長が確認された。また野坂山地にはマキノ断層と平行して走る NE-SW 方向の断層系があることがわかった。これらの断層による岩石の破碎が地下深くまでの低比抵抗の境界を造ったと考えられるが、これらの破碎によって Nishida et al. (1990) の考えるような琵琶湖の北へ延びる負の重力異常の分布が説明できるかどうかはさらに検討を要すると考えられる。

参 考 文 献

- Hagiwara, Y., 1967, Analysis of gravity values in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, **45**, 1091-1228.
- Horie, S. and S. Tanaka, 1983, On the investigation of the lake basin structure by air gun method, Paleolimn. Lake Biwa Jap. Pleist., **11**, 5-10.
- Hurukawa, N., 1983, Pn velocity and Moho offset at the west of Lake Biwa in the Kinki district, Japan, J. Phys. Earth, **31**, 33-46.
- 池田碩, 大橋建, 植村善博, 吉越昭久, 1979, 近江盆地の地形, 滋賀自然環境研究会地形地質調査部編, 滋賀県の自然, 地形地質編, 1-111, 滋賀県自然保護財団
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層, 東京大学出版会, 東京
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 東京
- 桂郁雄, 西村進, Edy M. Arsadi, 赤松信, 松田高明, 1987, 近畿地方北西部地域の活構造 (5)一八木断層, 山田断層の検討と近畿北西部のブロック構造一, 地震, **2**, 40, 561-573.
- 桂郁雄, 山田悦久, 西村進, 茂木透, 西田潤一, 中尾節朗, 1989, 山崎断層西端部地域の活構造, 地震, **2**, 42, 341-348.
- 茂木透, 見野和夫, 西村進, 1985, 近畿地方北西部地域の活構造 (2)一八木・養父・三峠断層地域一, 地震, **2**, 38, 577-585.
- Mogi, T., I. Katsura and S. Nishimura, 1991, Magnetotelluric Survey of an active fault system in the northern part of Kinki district, southwest Japan, Jour. Structural Geol., **13**, 235-240.
- Nishida, J., I. Katsura and S. Nishimura, 1990, Gravity survey around Lake

Biwa, Southwest Japan, J. Phys. Earth, **38**, 1-17.

Tsuboi, T., A. Jitsukawa, and T. Tajima, 1954, Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan by means of Worden gravimeter, Part 5, Kinki district, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, **4**, Suppl., 129-198.

(本学教授 自然科学)

(平成4年1月10日受付)